

Władysław POŻARYSKI, Wojciech BROCHWICZ-LEWIŃSKI

O aulakogenie środkowopolskim

Aulakogen środkowopolski reprezentuje zasadniczą część ogromnej struktury synsedymantacyjnej, która ciągnie się od Karpat po Morze Północne na odcinku przeszło 1350 km. Struktura ta jest związana ze strefą osłabienia na kontakcie wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej i młodej platformy paleozoicznej. Była ona aktywna od wczesnego permu do wczesnej kredy jako rów i w późnej kredzie jako synekliza, ulegając inwersji pod koniec kredy i na początku trzeciorzędu. W całym rozwoju aulakogen ten cechuje brak magmatyzmu. Między Skanią a Zatoką Pomorską aulakogen przecina sżywny blok południowo-zachodniego Bałtyku, reprezentujący najdalej ku południowemu zachodowi wysunięty element tarczy bałtyckiej o epigotyjskim podłożu. Blok ten jest odpowiedzialny za rozbitcie całej tej struktury na część polską i duńską oraz ogranicza od północnego zachodu strefę inwersji. Można też prześledzić kontynuację aulakogenu pod nasunięciem karpackim.

WSTĘP

Aulakogen środkowopolski od dawna skupia uwagę wielu geologów i tektoników ze względu na znaczną długość (blisko 800 km), liniowy przebieg oraz ogromną (do 10 000 m) miąższość osadów mezozoiku i cechsztynu. Ciągnie się on przez cały obszar naszego kraju; przedłużając ku południowemu wschodowi pod zapadlisko przedgórskie Karpat i zanurza się pod nasunięcia fliszu. Ku północnemu zachodowi przechodzi on na obszar Skanii i Danii w zatokę duńską (*Danish Embayment*) o długości ok. 500 km. Całkowitą długość tej struktury od brzegu Karpat do Morza Północnego szacuje się na 1350 km. Polska część jest najlepiej zbadana dzięki odsłonięciom naturalnym, bardzo licznym otworom wiertniczym do głębokości prawie 6000 m oraz pokryciu gęstą siatką profili geofizycznych, a przede wszystkim sejsmiki refleksyjnej i refrakcyjnej oraz 6 profilom głębokich sondowań sejsmicznych rejestrujących powierzchnię Moho (W. Pożaryski, W. Brochwicz-Lewiński, 1978).

Wyniki dotychczasowych prac (W. Pożaryski, 1957, 1975a, b; Geology of Poland, t. 4, 1977; J. Znosko, W.S. Pietrenko, M.W. Czyrwińska, 1977; J. Kutek,

¹ W pracy o podobnej treści publikowanej w *Geologie en Mijnbouw* (1978) autorzy dla tej jednostki dali termin *the Polish Trough*.

J. Głazek, 1972; R. Dadlez, 1974; Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976; R. Dadlez, S. Marek, 1973, 1974; Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej..., 1977) pozwalają na próbę odtworzenia formy, historii i genezy aulakogenu oraz wskazują na związki z systemem rowów Morza Północnego (P.A. Ziegler, 1975; W. Pożaryski, 1975a).

PODŁOŻE AULAKOGENU

Aulakogen powstał w strefie krawędziowej platformy wschodnioeuropejskiej. Przebieg krawędzi tej platformy był szeroko dyskutowany i różnie pojmowany zwłaszcza w przypadku odcinka nadbałtyckiego i jego północno-zachodniego przedłużenia. Linia ta zaznacza się najwyraźniej na terenie Polski i Ukrainy w obrazie pola magnetycznego (J. Skorupa, 1959; Z.A. Krutikovskaya, O.M. Rusakov, I.K. Pashkevich i in., 1971; W. Pożaryski, 1973). Cokół starej platformy wschodnioeuropejskiej ma zakonserwowane, mozaikowe anomalie magnetyczne o amplitudzie 500–1500 γ , przeważnie prostopadłe do krawędzi, podczas gdy jego zachodnie przedpole charakteryzuje się anomaliami o amplitudzie 100 γ , równoległymi do krawędzi. Średnia wartość stopnia namagnesowania na przedpolu jest dużo mniejsza niż na cokole, tak że na ich granicy zaznacza się silny regionalny gradient. Datowania cokołu platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce (T. Depciuch, J. Lis, H. Sylwestrzak, 1975) wskazują na konsolidację karelską (2000–1600 mln lat) oraz silną regenerację gotyjską (1560–1190 mln lat). Jest to stara, epigotyjska platforma, stanowiąca pod koniec proterozoiku subkontynent wschodnioeuropejski. Od południowego zachodu przylega do niej młodsza platforma, której cokół uległ konsolidacji w młodoproterozoicznej (dalslandzkiej, grenwilskiej – 1200–850 mln lat) czy też starobajkalskiej (celtyckiej – 850–650 mln lat) epoce tektonicznej, jak to wynika z prac W. Pożaryskiego (1975a), *Geology of Poland*, t. 4 (1977), W.J. Chaina (V.E. Khain, 1976) oraz J. Znoski, W.S. Pietrenki i M.W. Czyrwińskiej (1977). Metamorfizm tego ostatniego wieku został stwierdzony w Polsce (W. Pożaryski, H. Tomczyk, 1968).

Odmienne kształtuje się podłoże przedłużenia aulakogenu środkowopolskiego na Bałtyku i w Danii. Z obrazu anomalii magnetycznych (A.G.B. Strömberg, 1976) wynika, że nie ma tam tak ostrej granicy między zachodnią i wschodnią prowincją magnetyczną. Do platformy epigotyjskiej należy niewątpliwie wschodnia część południowej Szwecji, charakteryzująca się silnymi gradientami anomalii magnetycznych. Część zachodnia, oddzielona od niej strefą złupkowacenia, to obszar aktywności dalslandzkiej. Ta dalslandzka część prebajkalskiej platformy wschodnioeuropejskiej, do której najprawdopodobniej należy też cały obszar Kattegatu, Zelandia oraz środkowa i północna Jutlandia (W.J. Chain, 1977; J.G.C. Andersen, 1978) stanowi podłoże północno-zachodniego przedłużenia aulakogenu środkowopolskiego, to jest zatoki duńskiej. W południowo-zachodniej Skanii i okolicach Bornholmu aulakogen przecina najdalej ku południowemu zachodowi wysunięty fragment tarczy bałtyckiej o podłożu gotyjskim. Odcinek ten wraz z przyległym obszarem o podłożu dalslandzkim (*Stevens Block* w Zelandii) można zinterpretować jako strefę progową, odpowiedzialną za podział całej struktury aulakogenu na część duńską i polską.

Na ewolucję aulakogenu istotny wpływ wywierała zwłaszcza południowa granica tego bloku o gotyjskim podłożu, biegnąca między północną Rugią i Koszali-

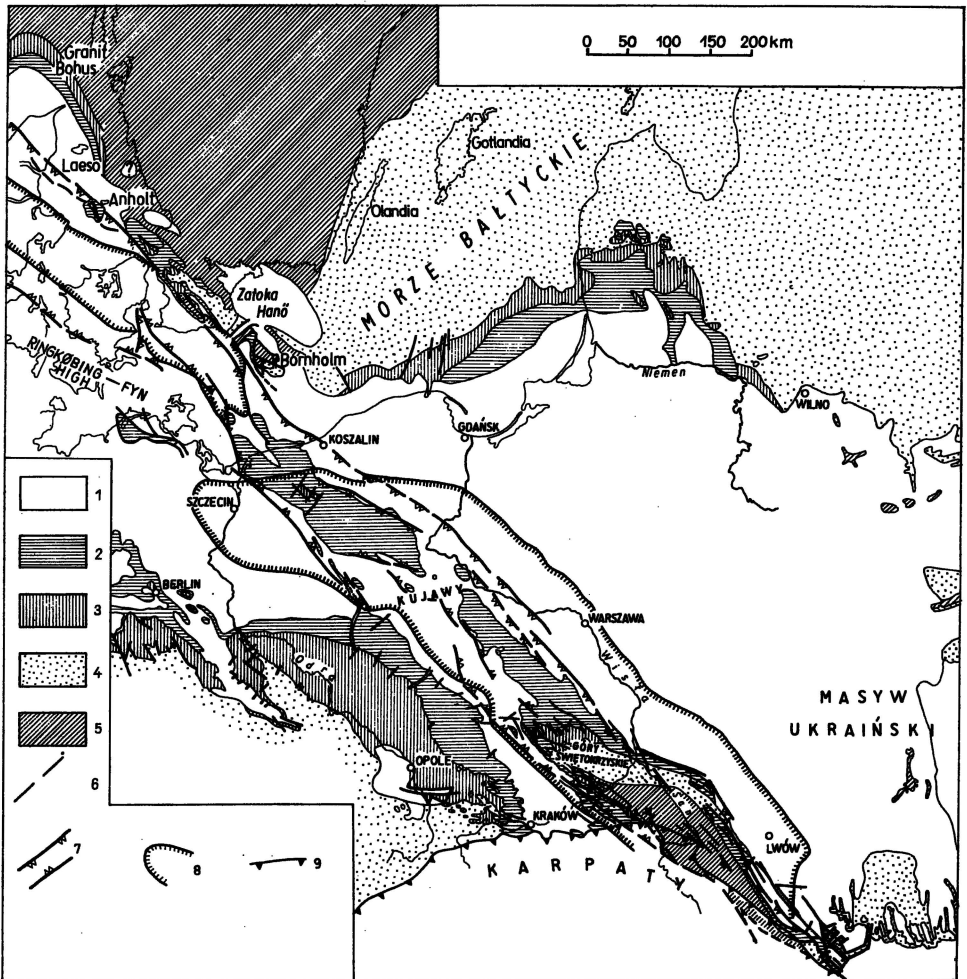


Fig. 1. Aulakogen duńsko-polski na tle szkicu geologicznego (bez kenozoiku) obszaru środkowej Europy (na podstawie publikacji wymienionych we wstępie do artykułu)

Polish–Danish aulacogen versus geological map of Cenozoic subcrusts in the central Europe (after various sources listed in the Introduction)

1 – kreda; 2 – jura; 3 – trias; 4 – paleozoik; 5 – prekamb; 6 – uskoki; 7 – synsedymacyjne uskoki i fleksury kimeryjskie ograniczające rów przedgórnokredowy; 8 – granice górnokredowej syneklizy wypełnionej osadami górnej kredy o miąższości ponad 750 m; 9 – granica nasunięcia karpackiego

1 – Cretaceous; 2 – Jurassic; 3 – Triassic; 4 – Paleozoic; 5 – Precambrian; 6 – faults; 7 – synsedimentary Cimmerian faults and flexures delineating pre-Late Cretaceous graben; 8 – boundary of Late Cretaceous downwarp infilled with Upper Cretaceous rocks over 750 m thick; 9 – boundary of Carpathian overthrust

nem. Jest to bowiem północna granica obszaru subsydencji, a częściowo i górotwórczych ruchów geosynkliny bajkalsko?-kaledońsko-waryscyjskiej. Geosynklina ta ciągnie się po południowo-zachodniej stronie platformy epigotyjskiej na południe aż w obręb geosynkliny karpackiej, ponownie pojawiając się w północnej Dobrudży i na północnym Krymie (V.G. Demjančuk, A.T. Bogats, G.V. Bojchuk, 1977). Nie ma tu fałdowań kaledońskich rozwiniętych na większą skalę, lecz jedynie

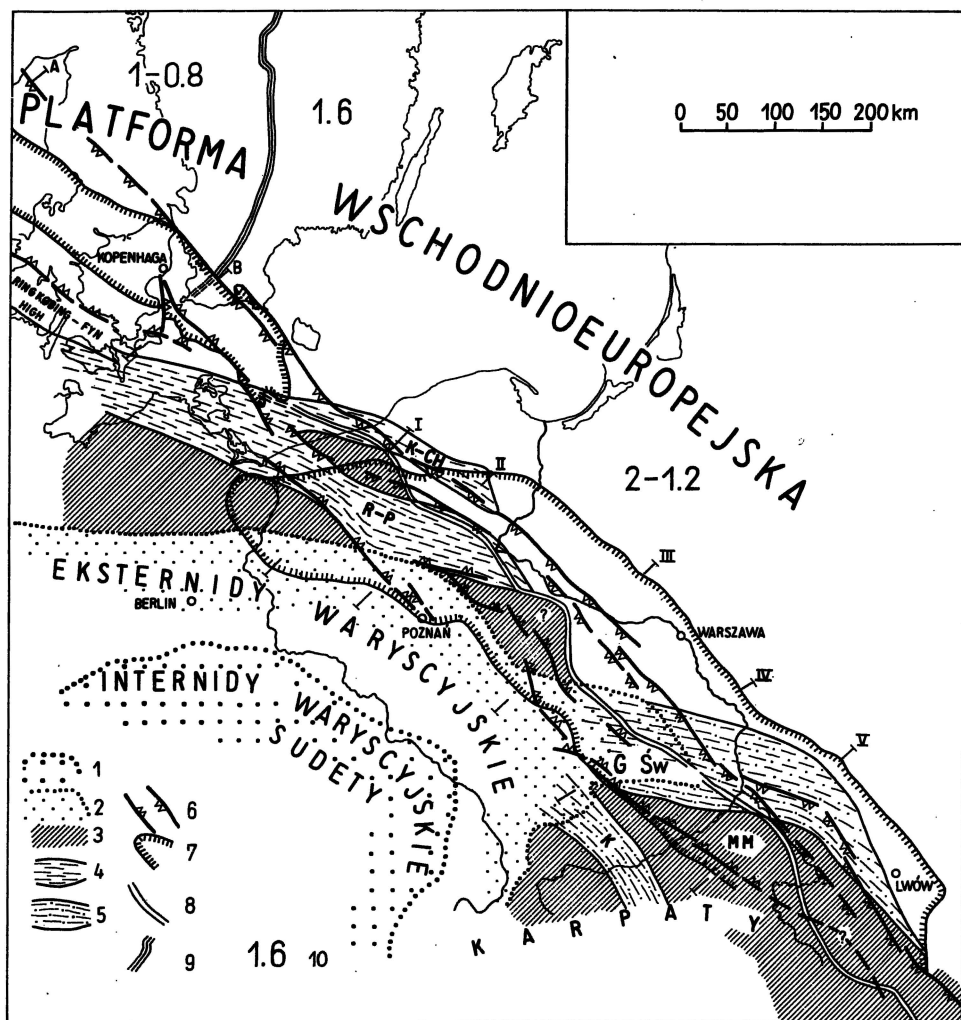


Fig. 2. Aulakogen duńsko-polski na tle szkicu tektonicznego podłoża pokrywy permomesozoicznej (według: W. Pożaryski, Z. Kotański, 1968; A.G.B. Strömberg, 1976; I. Klingspor, 1976; R. Dadlez S. Marek, 1974; W.A. Szakin, 1977, i in.)

Polish-Danish aulacogen versus tectonic framework of the basement of the Permo-Mesozoic cover (after: W. Pożaryski, Z. Kotański, 1968; A.G.B. Strömberg, 1976; I. Klingspor, 1976; R. Dadlez, S. Marek, 1974; W.A. Szakin, 1977, and others)

1 – obszar waryscyjskich internidów; 2 – obszar waryscyjskich eksternidów; 3 – obszar starszych bajkalidów; MM – masyw małopolski; 4 – dolnopaleozoiczne aulakogeny: K-CH – Koszalin-chojnice, R-P – Rugia-Piła; 5 – młodobajkalsko-waryscyjskie aulakogeny: GŚw – Góry Świętokrzyskich, K – Krakowski; I-V – przekroje paleotektoniczne przez aulakogen środkowopolski; A-B – przekroje geologiczne przez zatokę duńską; 6 – synsedymencyjne uskoki i fleksury kimeryjskie ograniczające rów przedgórnokredowy; 7 – granice górno-kredowej syneklizy wypełnionej osadami kredy górnej o miąższości ponad 750 m; 8 – południowo-zachodnia granica cokołu o konsolidacji gotyjskiej (2-1,2 mld lat), wyznaczona na podstawie danych magnetycznych; 9 – strefa złupkowacenia, późnogotyjska, ograniczająca od wschodu obszar aktywizacji dalslandzkiej; 10 – czas zakończenia konsolidacji w mild lat

1 – Variscan internides; 2 – Variscan externides; 3 – older Baikalides; MM – Małopolska massif; 4 – Early Paleozoic aulacogens: K-CH – Koszalin-chojnice, R-P – Rügen-Piła; 5 – Late Baikalian-Variscan aulacogens

bajkalskie i waryscyjskie. Orogen starobajkalski (850–650 mln lat) znany jest z południowej Polski (W. Pożaryski, H. Tomczyk, 1968), gdzie jego zewnętrzna strefa typu miogeosynklinalnego wkracza na cokół platformy epigotyjskiej w rejonie dolnego Sanu. U schyłku eokambru wyodrębnił się tu masyw małopolski, który był stabilny przez cały fanerozoik.

Między obszarem dolnego Sanu i Bałtyku w strefie granicznej starej i młodej platformy liczne otwory wiertnicze natrafiły na osady paleozoiczne. Można stwierdzić, że nie tworzą one jakiegoś circum-platformowego pasma orogenicznego, a raczej są ujęte w rowy synsedymencyjne typu aulakogenów i osady podległe kompresji fałdującej (W. Pożaryski, Z. Kotański, 1978). Kierunek tych rowów jest WNW – ESE, a więc skośny do krawędzi platformy epigotyjskiej (NW – SE). Wychodzą one z geosynkliny paleozoicznej i wkraczają daleko w obręb starej platformy. Są to: aulakogen Gór Świętokrzyskich w Polsce centralnej i aulakogen Kołobrzeg – Koszalin – Chojnice w Polsce północnej z hipotetycznym odgałęzieniem Rugia – Piła – Toruń, uprzednio opisane przez W. Pożaryskiego (Geology of Poland, t. 4, 1977, p. 190–194 i 200–203), jako odpowiednio basen lubelski i pasmo kołobrzeczko-chojnickie. Aulakogen świętokrzyski rozwijał się od kambru do karbonu, natomiast najmłodsze sfałdowane osady w aulakogenie Kołobrzeg – Koszalin – Chojnice i Rugia – Piła – Toruń są wczesnosylurskie i przykryte przez płasko leżące osady środkowego i górnego dewonu oraz karbonu. Między tymi aulakogenami podłoże permu stanowią prawie płasko leżące utwory syluru i ordowiku w otworach: Bieżun, Szczawno, Płońsk, Mszczonów. Na obszarze Polski brak jest typowego rowu przedgórskiego waryscydwów (A.M. Żelichowski, 1972). Jak z tego wynika, podłoże aulakogenu środkowopolskiego jest bardzo niejednolite. Przeważają w nim struktury o kierunku WNW – ESE i nie stanowi ono kontynuacji circum-platformowego staropaleozoicznego rowu sedymentacyjnego.

EWOLUCJA TEKTONICZNA I SEDYMENTACYJNA

Aulakogen środkowopolski jest w zasadzie pasem względnie prostoliniowym i stanowi strukturę dwupiętrową, odpowiadającą dwóm stadiom ewolucji: wcześniejszemu – grabenowemu i późniejszemu – syneklizy (P. Hoffman, J.F. Dewey, K. Burke, 1974).

Dolne piętro, datowane na górny (a miejscami i dolny) perm – dolną kredę, jest grabenem ograniczonym fleksurami czy też uskokami synsedymencyjnymi na ogół o znacznie większej amplitudzie od strony starej platformy wschodnioeuropejskiej aniżeli młodej platformy. Te brzeżne dyslokacje mają zwykle charakter kulisowy i w sposób uproszczony zostały przedstawione na fig. 1 i 2, głównie na

cogens: GŚw – Góry Świętokrzyskie Mts, K – Cracow; I–V – paleotectonic cross-sections through Mid-Polish aulacogen; A–B – geological cross-sections through Danish Embayment; 6 – synsedimentary Cimmerian faults and flexures delineating pre-Late Cretaceous graben (Late Cretaceous graben in Danish part of the structure); 7 – boundary of Late Cretaceous syncline infilled with Upper Cretaceous rocks over 750 m thick; 8 – SW boundary of sogle with Gothian consolidation (2–1.2 milliard years) determined on the basis of magnetic data; 9 – Late Gothian schistosity zone marking eastern boundary of areas of Dalslandian reactivation; 10 – age of the end of consolidation in milliard years

podstawie wyników analiz R. Dadleza (Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976) i S. Marka (Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej..., 1977). Szerokość grabenu waha się od poniżej 80 do 140 km. Maksymalna aktywność poszczególnych fleksur odpowiada okresom sedimentacji klastycznej, wyraźnie malejąc w czasie morskiej sedimentacji węglanowej — trias środkowy, jura górna (fig. 3–5).

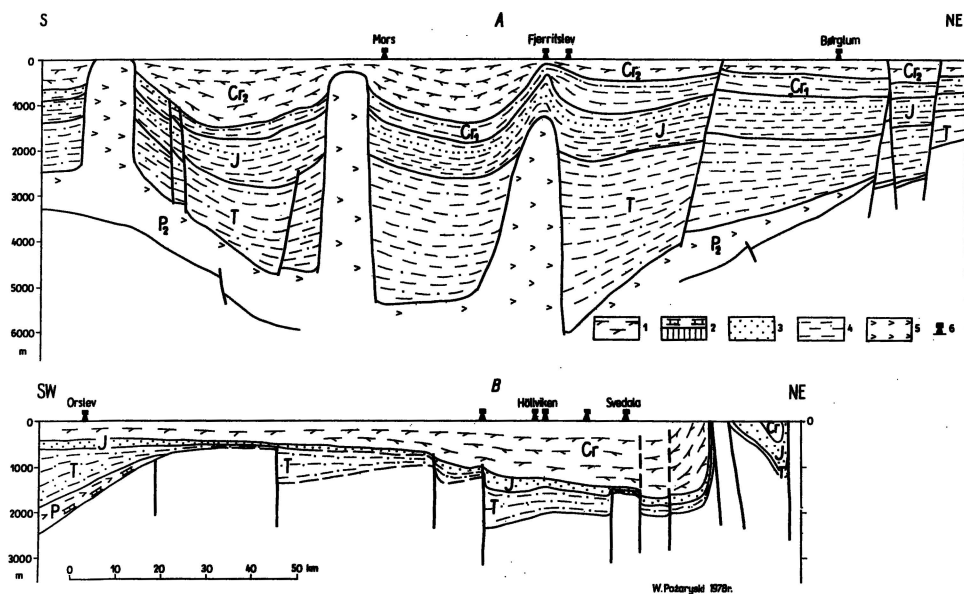
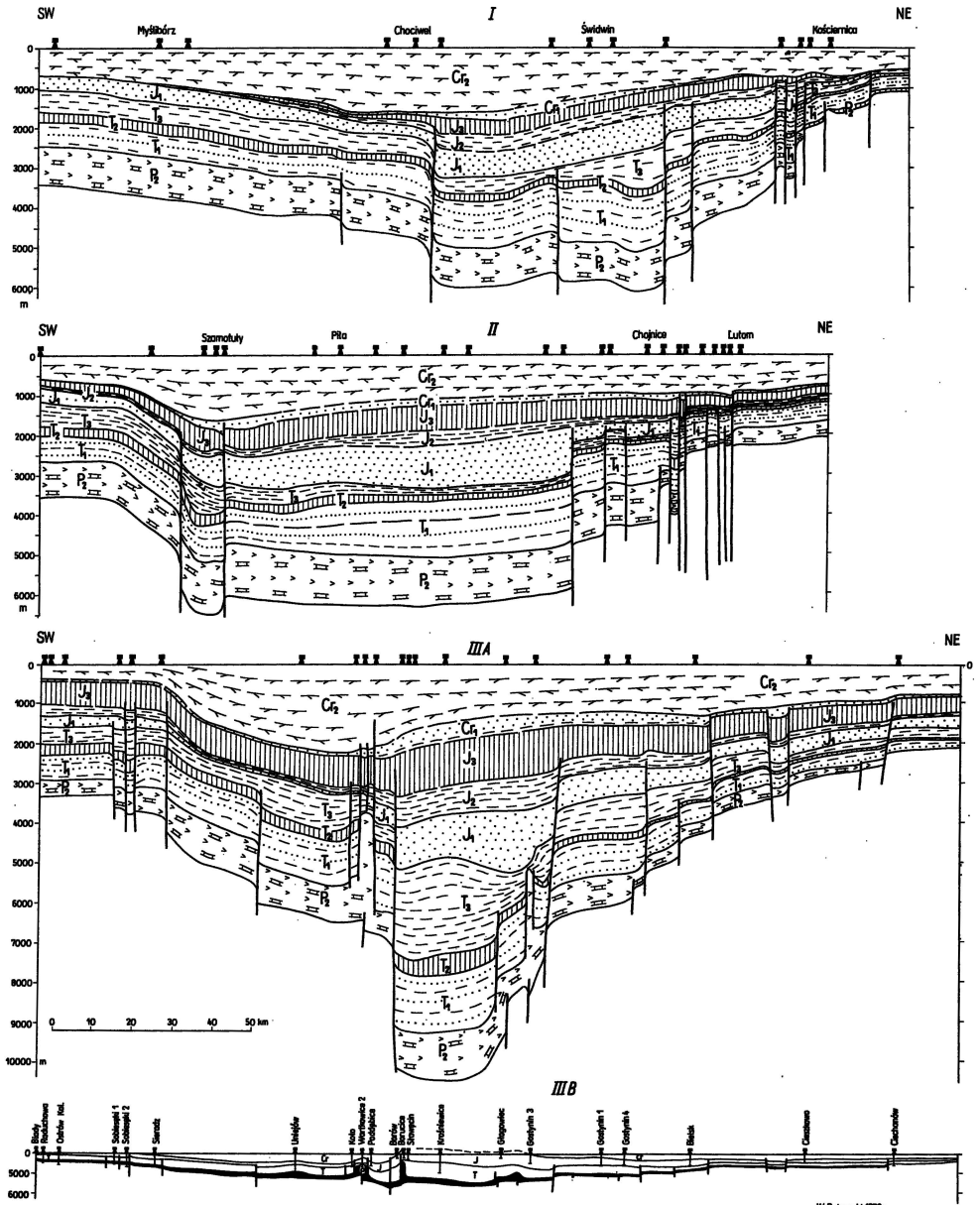


Fig. 3. Hipotetyczne przekroje geologiczne z pominięciem kenozoiku: A — przez jutlandzką część zatoki duńskiej (zmodyfikowano za J.C. Baartmanem i O.B. Christensenem, 1975) i B — przez południowy kraniec zatoki duńskiej, od wyspy Møn do Skanii (zmodyfikowano za J.C. Baartmanem i O.B. Christensenem, 1975; L.B. Rasmussenem, 1972, i in.)

Hypothetical geological cross-sections of Cenozoic subcrops through: A — Jutland part of the Danish Embayment (after J. C. Baartman, O.B. Christensen, 1975; modified), and B — southern end of the Danish Embayment, from Møn Island to Scania (after J.C. Baartman, O.B. Christensen, 1975; L.B. Rasmussen, 1972; and others, modified)

1 — osady margliste kredy górnej; 2 — wapienie i dolomity jury górnej, triasu środkowego i cechsztynu; 3 — piaski i piaskowce z wkładkami mułowców i ilowców kredy dolnej, jury dolnej i triasu dolnego; 4 — ilowce z wkładkami mułowców i piaskowców jury środkowej, triasu górnego i dolnego; 5 — sole i anhydryty cechsztynu; 6 — otwory wiertnicze; linie przerywane — granice warstw, które uległy erozji polaramijskiej

1. — Upper Cretaceous marly rocks; 2 — Upper Jurassic, Middle Triassic and Zechstein limestones and dolomites; 3 — Lower Cretaceous, Lower Jurassic and Lower Triassic sands and sandstones with siltstone and claystone intercalations; 4 — Middle Jurassic, Upper and Lower Triassic claystones with siltstone and sandstone intercalations; 5 — Zechstein salts and anhydrites; 6 — drillings; broken lines — boundaries of layers which underwent post-Laramie erosion



W. Potargaki 1976r.

Fig. 4. Przekroje paleotektoniczne przez aulakogen środkowopolski: I – na Pomorzu północnym przed inwersją laramijską i z pominięciem halokinezy (na podstawie danych sejsmicznych i wiertniczych z: Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976; Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1975; Budowa geologiczna Polski, t. 4, 1974; Geology of Poland, t. 4, 1977); II – na Pomorzu południowym (metodyka i źródła jak wyżej); III A – na Kujawach przed inwersją laramijską i z pominięciem halokinezy potriasowej (według: Budowa geologiczna Polski, t. 4, 1974; Geology of Poland, t. 4, 1977; Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej..., 1977); III B – wzdłuż linii jak III A, lecz bez przewyższenia – dzisiejsza struktura aulakogenu na Kujawach

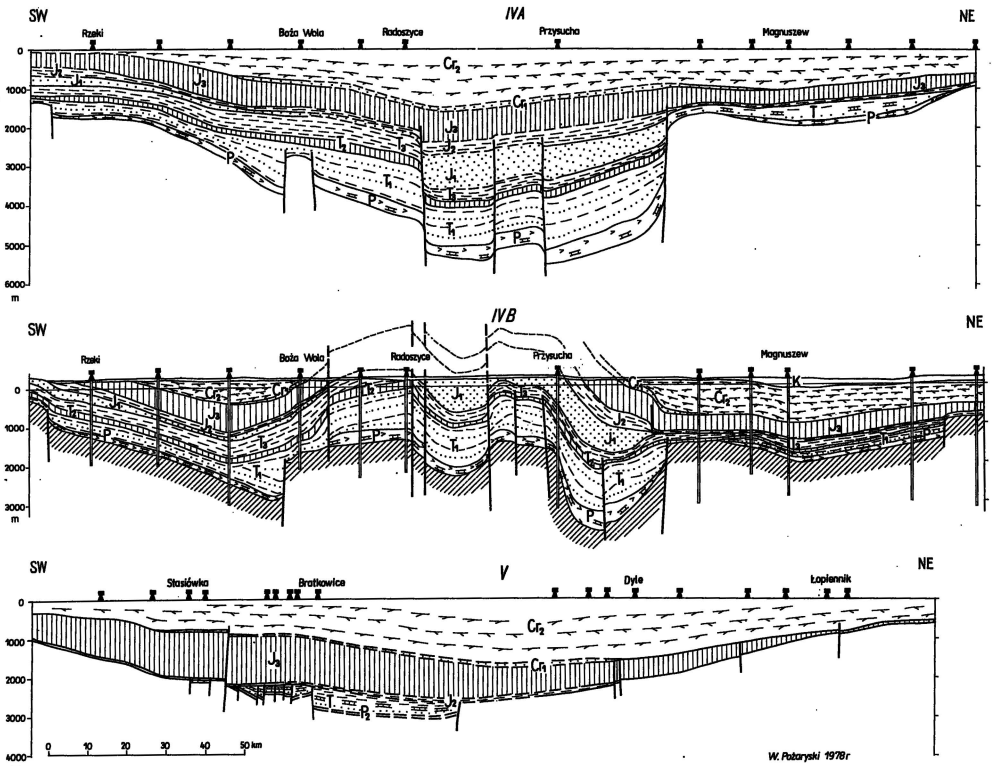


Fig. 5. Przekroje paleotektoniczne przez aulakogen środkowopolski: IV A – na północnym skłonie Gór Świętokrzyskich przed inwersją laramijską (według: Budowa geologiczna Polski, t. 4, 1974; Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG, 1976; J. Kutek, J. Głazek, 1972 i in.); IV B – wzdłuż linii jak na IV A po inwersji laramijskiej i późniejszej erozji; V – na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich przed inwersją laramijską (według: W. Moryc, 1971; E. Konarski, 1974; T. Niemczycka, 1976; S. Geroch, A. Jednorowska, W. Moryc, 1972; E. Głowacki, H. Senkowiczowa, 1969; W. Moryc, J. Wiśniewska, 1965, i in.)

Paleotectonic cross-section through the Mid-Polish aulacogen: IV A – northern slope of the Góry Świętokrzyskie Mts before the Laramie inversion (after: Budowa geologiczna Polski, t. 4, 1974; Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG, 1976; J. Kutek, J. Głazek, 1972, and others); IV B – along the same line as IV A but after the Laramie inversion and subsequent erosion (sources as above); V – south-east of the Góry Świętokrzyskie Mts, before the Laramie inversion (after: W. Moryc, 1971; E. Konarski, 1974; T. Niemczycka, 1976; S. Geroch, A. Jednorowska, W. Moryc, 1972; E. Głowacki, H. Senkowiczowa, 1969; W. Moryc, J. Waśniewska, 1965, and others)

Objaśnienia jak na fig. 3

Explanations as given in Fig. 3

Paleotectonic cross-sections through the Mid-Polish aulacogen: I – northern Pomerania, before the Laramie inversion and with halokinesis subtracted (reconstruction based on seismic and borehole data after: Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976; Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1975; Budowa geologiczna Polski, t. 4, 1974; Geology of Poland, t. 4, 1977); II – southern Pomerania (the method and sources as above); III A – Kuiavian part of the aulacogen, before the Laramie inversion and with post-Triassic halokinesis subtracted (after: Budowa geologiczna Polski, t. 4, 1974; Geology of Poland, t. 4, 1977; Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej..., 1977); III B – along the same line as III A but without vertical exaggeration, corresponding to the present-day structure of the aulacogen in this area

Czarne – formacja cechsztyńska; pozostałe objaśnienia jak na fig. 3

Black – Zechstein formation; other explanations as in Fig. 3

STADIUM GRABENOWE

Basen cechsztyński w Polsce w zasadzie odziedziczył formę molasowego basenu powaryscyjskiego i reprezentuje najbardziej wschodnią część Morza Północnego (P.A. Ziegler, 1978). Rozmieszczeniem facji i stref subsydencji wyraźnie rządzi podłoże. Basen ten prawie wcale nie wkraczał na masyw małopolski, a słabo na obszar aulakogenu świętokrzyskiego (J. Kutek, J. Głazek, 1972; R. Wagner i in. — *vide* Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1975). Na północ od niego, na Kujawach w Polsce centralnej, powstaje synsedymencyjny rów tektoniczny bezpośrednio przed czołem orogenu waryscyjskiego. Rów ten, o kierunku NW—SE, jest zaczątkiem aulakogenu środkowopolskiego. W permie górnym brak było jeszcze połączenia z geosynkliną karpacką na południu. Na północny zachód od Kujaw rów ten zmienia kierunek wyginając się ku zachodowi i przebiega wzdłuż północnej granicy łuku waryscydów. Od północy ogranicza go aulakogen Koszalin—Chojnice. Morze cechsztyńskie chwilami tylko wkraczało na ten aulakogen i prawie wcale na wypiętrzenie *Ringkøbing-Fyn High*, wlewając się od zatoki duńskiej, głównie od północnego zachodu z obszaru Morza Północnego.

Trias był okresem szybkiego wzrostu zróżnicowania tempa subsydencji, odzwierciedlonego przez tworzenie się rowów intrakratonicznych na obszarze Morza Północnego, takich jak np. rów *Horn* (aktywny tylko w triasie) czy *Viking Central Graben* (por. P.A. Ziegler, 1975). Miąższości osadów powstałych w tym ostatnim rowie są trzykrotnie większe niż poza nim (L. B. Rasmussen, 1974). Na obszarze Polski obserwuje się przełamanie paleozoicznych aulakogenów przez tworzącą się strukturę rowową. Strefa maksymalnych miąższości dolnego triasu (do ponad 1300 m, ok. 1390 m w otworze wiertniczym na północny wschód od Poznania) ciągnie się bowiem dalej z terenu Kujaw ku północnemu zachodowi przez Bałtyk do Skanii na północ od Rugii. Na odcinku południowym trias wkracza znacznie dalej niż perm na obszar Gór Świętokrzyskich i uzyskuje połączenie z geosynkliną karpacką. Można więc mówić o zmniejszeniu się wpływu podłoża w triasie i utracie związku z rowem przedgórskim waryscydów, a ponadto w przypadku triasu dolnego — o unifikacji facji. Jedynie ogólnie można stwierdzić, że ilowce i mułowce, czasem margliste i z wkładkami wapieni marglistych i oolitycznych oraz z anhydrytem, przeważają w bardziej centralnych partiach zbiornika włącznie z obszarem grabenu, facje piaszczyste zaś — w partiach bardziej peryferycznych.

W triasie środkowym przeważają morskie facje węglanowe i w rezultacie graben jest znacznie mniej czytelny z wyjątkiem odcinka kujawskiego.

Nawrót sedimentacji klastycznej w triasie górnym i liasie (H. Senkowiczowa i in. oraz R. Dadlez — *vide* Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1975) wiąże się z ponownym wzrostem wyrazistości zarysu rowu. Wpływ podłoża jest w zasadzie taki sam jak w triasie dolnym. Oś subsydencji rowu przebiega z reguły bliżej jego południowo-zachodniego brzegu, co wiąże się z większą mobilnością młodej platformy, a więc strefy rowu położonej po południowo-zachodniej stronie krawędzi cokołu gotyjskiego. Na masywie małopolskim rów (aulakogen) w triasie i liasie miał kierunek NNW—SSE, tak że dolny San płynie obecnie po jego wschodnim brzegu. W liasie bardzo wyraźnie zaznacza się garb wielkopolski, stanowiący obramowanie aulakogenu na zachód od Kujaw, na którym osady liasu są 10-krotnie cieńsze niż w rowie (fig. 6). Garb ten był żywy już w późnym triasie, o czym świadczy 9-krotnie mniejsza miąższość występujących tu osadów (Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej...,

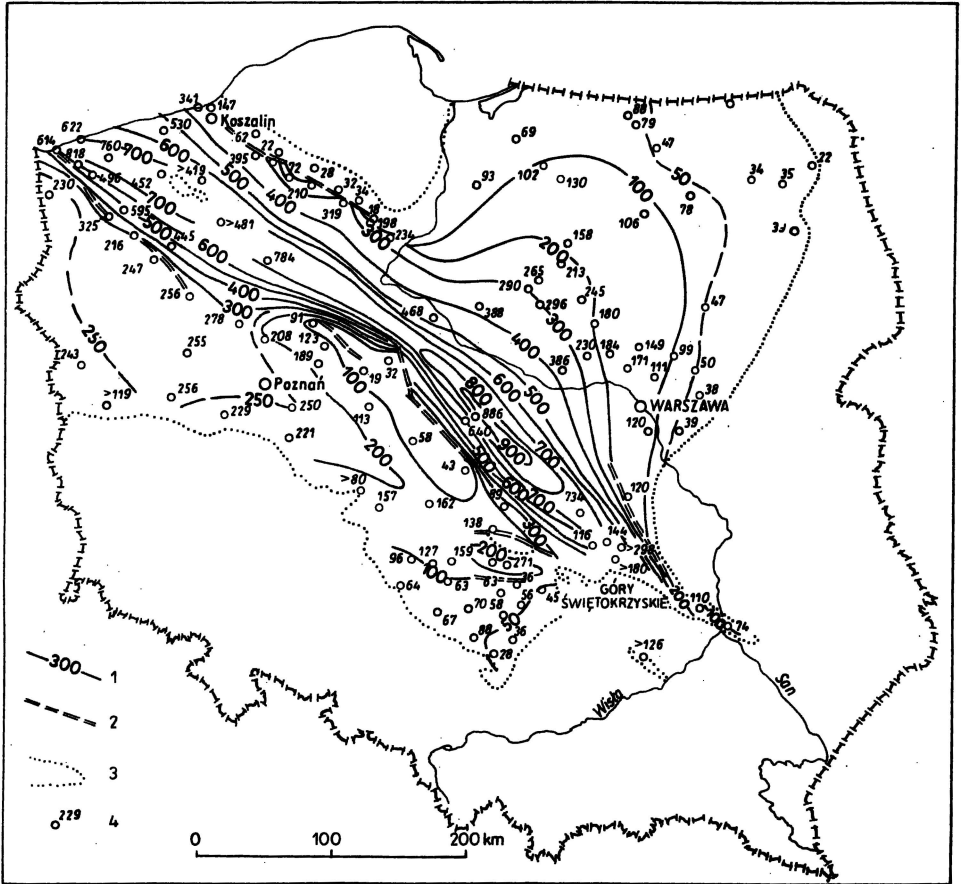


Fig. 6. Mapa miąższości osadów hettangu, synemuru i pliensbachu (jura dolna) w Polsce poza obszarem Karpat (według: Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976; Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1975)

Distribution of thickness of Hettangian, Sinemurian and Pliensbachian (Lower Jurassic) rocks in the extra-Carpathian Poland (after: Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976; Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1975)

1 – izopachyty co 100 m (linie przerywane co 50 m); 2 – synsedymacyjne uskoki i fleksury; 3 – granice obszaru dzisiejszego występowania osadów hettangu, synemuru i pliensbachu; 4 – otwory wiertnicze, które przebiły osady jury dolnej (liczby oznaczają stwierdzone miąższości w m)

1 – isopachs in 100 m interval (broken isopachs in 50 m interval); 2 – synsedimentary faults and flexures; 3 – present-day extent of Hettangian, Sinemurian and Pliensbachian rocks; 4 – boreholes penetrating Lower Jurassic (numbers – thickness in metres)

1977). Występowanie takich garbów brzeżnych z hiatusami i redukcją osadów w formie wydłużonych wałów towarzyszących aulakogenowi na pewnych odcinkach jest dobrze znane z Morza Północnego (W.H. Ziegler, 1975; P.A. Ziegler, 1975). W górnym triasie w basenie cechsztyńskim w Polsce miała miejsce halokineza, szczególnie silnie zaznaczona na dyslokacjach wewnątrz grabenu, gdzie tworzyły się słupy solne.

W jurze środkowej forma grabenu i wpływ podłoża pozostają w zasadzie bez zmian. Jedynie na obszarze paleozoicznego aulakogenu świętokrzyskiego i na małym południowym obszarze małopolskim zaznacza się przesunięcie osi subsydencji ku północnemu wschodowi, połączone z niewielką zmianą kierunku. W jurze górnej forma grabenu utrzymuje się nadal, ale zaznacza się pewne rozplaszczanie brzegów, a w kredzie dolnej zaobserwować można ponownie ściślejsze ograniczenie strefy sedymentacji do grabenu.

W stadium grabenowym, a szczególnie w jego późniejszym etapie rozwojowym, obserwuje się podział tej struktury rowowej na część duńską i polską. Strefą progową był wyżej wspomniany sztywny blok gotyjskiego i dalslandzkiego podłoża i południowo-zachodniego Bałtyku. Z prac stratygraficznych ostatnio prowadzonych na tym obszarze wynika jednakże, że podział ten nie był tak ostry, jak wynikałoby to z opracowania T. Sorgenfrei'a (1963). Przede wszystkim okazuje się, że sedymentacja w tej strefie progowej w stadium grabenowym (trias – kreda dolna) była znacznie bardziej ciągła (E. Norling, 1972; E. Norling, R. Skoglund, 1977). Miąższości osadów są tu jednak kilkakrotnie mniejsze niż w zatoce duńskiej (*Danish Embayment*), a więc części aulakogenu przyległej do Morza Północnego, a tym bardziej mniejsze niż w Polsce (fig. 3).

STADIUM SYNEKLIZY – UGIĘCIA²

Z początkiem górnej kredy nastąpiła zasadnicza zmiana warunków subsydencji i sedymentacji. W rowach Morza Północnego osadzają się margle i ilowce o miąższości do 1200 m (P.A. Ziegler, 1975) czy nawet 1700 m (W.W. Dunn, S. Eha, A.H. Heikkila, 1973), a poza rowami panują facje węglanowe i miąższości są prawie dwukrotnie mniejsze (W. Pożaryski, 1975a). W tym samym czasie w aulakogenie środkowopolskim obszar silnej subsydencji rozszerza się i powstaje płaska, wydłużona i szeroka strefa dużych miąższości osadów (ponad 2000 m na wschód od Poznania). W tej strefie osadzają się margle i osady marglisto-krzemionkowe, czasem ze znaczną domieszką piasku kwarcowo-glaukonitowego. W otoczeniu syneklizy powstają głównie osady wapienno-margliste (facja kredy piszącej) o dość stałej miąższości ok. 750 m (gdy wyeliminuje się wpływ erozji i lokalnych przerw w sedymentacji). Stosunki takie można uznać za typowe dla całego szeroko pojętego basenu Morza Północnego. Bruzda górnokredowa odpowiada w aulakogenie środkowopolskim stadium ugięcia (*downwarp*), gdyż jest dwukrotnie szersza od rowu ze stadium grabenowego i nie jest ograniczona uskokami. To ostatnie odnosi się także do *Central Viking Graben* na Morzu Północnym (P.A. Ziegler, 1975).

Bruzda górnokredowa, jak wynika z pracy M. Jaskowiak-Schoeneichowej (Perm i mezozoik niecki pomorskiej, 1976), nie dochodziła na północy do krańca aulakogenu środkowopolskiego, kończąc się na Pomorzu (W. Pożaryski, W. Brochwicz-Lewiński, M. Jaskowiak-Schoeneich, 1978). W tym czasie stary aulakogen dolnopaleozoiczny Kołobrzeg – Koszalin – Chojnice nie uległ przełamaniu przez bruzdę. Na północny zachód od aulakogenu bruzda górnokredowa pojawia się ponownie w okolicach Bornholmu, lecz jest tam prawie trzykrotnie węższa

² W. Pożaryski (Geology of Poland, t. 4, 1977) używał dla jednostki tektonicznej odpowiadającej w aulakogenie środkowopolskim temu stadium terminu *pericratonic depression*. Poza tym zdaje się słuszniejsze używanie terminu ugięcie (*downwarp*), a nie synekliza, gdyż to ostatnie oznacza bardzo długotrwałe depresje synsedymentacyjne.

niż w Polsce i nie wykracza poza graben triasowy, a nawet bywa od niego węższa. Na odcinku od Bornholmu do Kattegatu jest ona kontrolowana przez potężne uskoki i miąższości osadów kredy górnej dochodzące do 1900 m. Na południu bruzda górnokredowa wchodzi pod nasunięcie Karpat. W jej osi panuje tu facja piaszczysta.

Pod koniec górnej kredy zaczynają się laramijskie ruchy inwersyjne na obszarze grabenu aulakogenu środkowopolskiego i wypiętrza się plakantyklinorium. W wielu miejscach uskoki brzeżne grabenu były wykorzystywane przez ruchy inwersyjne przeciwnie zorientowane niż w stadium grabenowym. Najwyżej został wydźwignięty maszyn małopolski. Jednocześnie na zachód od rowu został wypiętrzony obszar orogenu warwscyjskiego, gdzie osady kredowe zachowały się przeważnie szczątkowo. Ruchy inwersyjne zaznaczały się również na całym obszarze podległym wpływom geosynkliny kaledońsko-warwscyjskiej na zachód od Polski i ograniczonym na Morzu Północnym przez wypiętrzenia *Mid North Sea High* i *Ringkøbing-Fyn High*. W wyniku tych ruchów mastrycht górny zachowany jest szczątkowo po zachodniej stronie plakantyklinorium środkowopolskiego i brak jest tam całego paleogenu (dano-montu). Na wschód od osi inwersji w mastrychcie stwierdza się luki stratygraficzne, danu prawie całkowicie brak, a mont jest cienki – miąższość poniżej 100 m (W. Pożaryski, K. Pożaryska, 1960). Na całym obszarze Polski środkowej i północnej, poza strefą wpływów geosynkliny karpackiej, osady trzeciorzędu młodsze od paleocenu są zachowane szczątkowo lub w niewielkich miąższościach (miocen burowęglowy).

DIASTROFIZM

Wpływ diastrofizmu warwscyjskiego i wczesnoalpejskiego wygasł ostatecznie w paleocenie. Nowy, południkowy trend, jaki pojawił się podówczas, związany jest z rozsuwaniem się północnego Atlantyku. Proces ten miał miejsce 81–53 mln lat temu (A.E.M. Nairn, F.G. Stehli, 1974), gdy powstały lub odnowiły się rowy tektoniczne, takie jak *Rockall-Hutton*, *Roscall* i *West Shetland* o kierunku południkowym. Cały obszar na wschód od południka Jutlandii, włącznie z Polską, znalazł się poza zasięgiem ich wpływu i wyodrębniający się trzeciorzędowy basen Morza Północnego o dużej subsydencji nie sięgnął do Polski.

Powracając do problemu charakteru ruchów należy stwierdzić, że tensja panowała przez cały czas stadium grabenowego i na początku stadium syneklizy, a ruchy kompresyjne w fazie inwersji. P.A. Ziegler (1975) wskazuje tu na związek ruchów obszaru Morza Północnego z ruchami na obszarze Tetydy (R. Trümpy, 1960; A. Tollmann, 1966).

Struktury powstałe w wyniku inwersji na Morzu Północnym cechują się uskoki odwróconymi. Obalone fleksury i odwrócone uskoki przechodzące w niewielkie nasunięcia są tu regułą (W. Pożaryski, 1948; H. Boigk, 1968), dowodząc istnienia przesunięć poziomych (W.H. Ziegler, 1975). Dowodów na istnienie takich przesunięć na obszarze Polski i Ukrainy jest już dość dużo (W. Pożaryski, 1948; *Geology of Poland*, t. 4, 1977; W.A. Szakin, 1977). W aulakogenie środkowopolskim należy rozróżnić dwie składowe ruchów horyzontalnych. Pierwsza, związana z kompresją rowu, jest skierowana z północnego wschodu i południowego zachodu ku jego osi. Naciski te spowodowały na ogół słabe sfałdowanie pokrywy osadowej, przedstawione na mapie tektonicznej Polski (*Geology of Poland*, t. 4, 1977). W otoczeniu Gór Świętokrzyskich, jak wykazała E. Stupnicka (1971), fałdy związane

są z uskokami i powstawały w wyniku kompresji podłoża. Na Kujawach i Pomorzu, gdzie jest gruby pakiet soli cechsztyńskich, pokrywa mezozoiczna została sfałdowana dysharmonijnie ulegając odkłuciu od podłoża paleozoicznego na warstwach soli. Fałdowanie i tworzenie w związku z nim poduszek solnych miało miejsce w górnej kredzie, jak wykazał to ostatnio S. Marek (Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej..., 1977). Ruchy osiągnęły maksymalne natężenie na granicy kredy i trzeciorzędu. Kompresja, mimo że nie sprzyjała powstawaniu uskoków normalnych, doprowadziła w nielicznych miejscach do powstania słupów solnych. W przeciwieństwie do kompresji laramijskiej tensja działająca w stadium grabenowym w późnym trzaskie doprowadziła do powstania wysadów solnych w strefach osłabienia. Wysady te, przebijające utwory starsze od górnego triasu, grupują się w strefach uskokowych obramowujących rów (fig. 4).

Druga składowa laramijskich ruchów horyzontalnych zorientowana była równolegle do osi rowu i blok podłoża rowu został przesunięty nieco ku północnemu zachodowi wzdłuż dyslokacji ograniczających go od północnego wschodu. Strefa uskoków przesuwczych miała kierunek NW-SE w Polsce południowej i środkowej. Na Pomorzu, gdzie rów skręca ku WNW, uskoki normalne przechodzą w odwrócone i powstają nad nimi asymetryczne fałdy chojnicko-koszalińskie. W okolicach Koszalina jura pojawia się w kulminacji tych fałdów na powierzchni podtrzeciorzędowej. Ta zmiana kierunku i charakteru uskoków wiąże się z wyhamowaniem ruchu bloku podłoża przez sztywną masę oporową tarczy bałtyckiej. Ruch ten wyszedł od geosynkliny karpackiej, gdzie w tym czasie nastąpiło nasunięcie wewnętrznych Karpat na ich północne przedpole.

POWIĄZANIA MIĘDZY AULAKOGENEM ŚRODKOWOPOLSKIM I GEOSYNKLINĄ KARPACKĄ

Południowo-zachodnie skrzydło i strefa osiowa aulakogenu między Wisłą a Sanem zanurzają się pod nasunięcie fliszowych płaszczowin Karpat. Jak wynika z nielicznych wierceń oraz danych geofizycznych (E. Konarski, 1974), zachowują one pod fliszem swój kierunek NW-SE. Skrzydło północno-wschodnie aulakogenu przechodzi w podłożu molasy wypełniającej zapadlisko miocenne w Polsce na obszar Ukrainy Zachodniej i na południe od Lwowa zanurza się pod flisz karpacki (W.A. Szakin, 1977). Badania utworów jury i kredy, prowadzone przez geologów ukraińskich, potwierdzają znaczny wzrost ich miąższości w aulakogenie. Dotychczas brak danych dotyczących kontaktu między aulakogenem i egzogeosynkliną fliszową, gdyż osady tej ostatniej są daleko nasunięte na przedpole. Stwierdza się natomiast (M.P. Gabinet, J.O. Kulczyński, O.J. Matkowski, 1976) występowanie grubych serii konglomeratów dokładnie na przedłużeniu brzegu aulakogenu wśród osadów geosynkliny. Wiek ich (najwyższa kreda - dolny paleocen) wskazywałby na inwersję laramijską na tym obszarze. Problem kontaktu geosynkliny Karpat i aulakogenu środkowopolskiego zostanie szerzej omówiony w pracy przygotowywanej przez W. Pożaryskiego i K. Żytka.

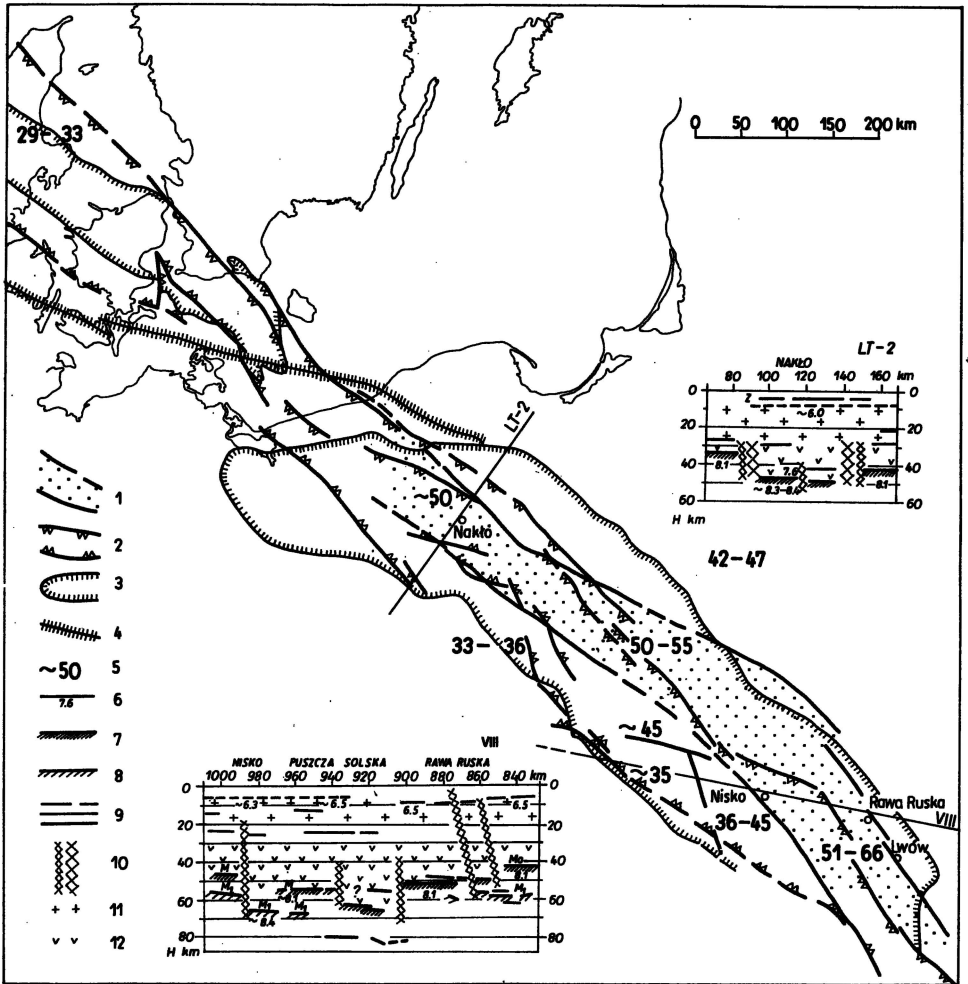


Fig. 7. Rów duńsko-polski na tle obrazu głębokości występowania powierzchni Moho (powierzchnia Moho według: A. Guterch, 1977; A. Guterch, R. Materzok, J. Pajchel i in., 1975; U. Caston, H. Hirschleber, 1971)

Polish-Danish trough versus depth of occurrence of Moho surface (Moho surface after: A. Guterch, 1977; A. Guterch, R. Materzok, J. Pajchel and others, 1975; U. Caston, H. Hirschleber, 1971)

1 – strefa anomalnie dużych miąższości skorupy (50–60 km i więcej); 2 – dyslokacje ze stadium grabenu; 3 – granice rowu ze stadium późnokredowej syneklizy; 4 – północna granica zasięgu geosynkliny bajkalsko-warwscyjskiej; 5 – głębokość powierzchni Moho w km; 6 – prędkości graniczne w km/s; 7 – granica Moho; 8 – granica M_1 ; 9 – inne powierzchnie nieciągłości w skorupie; 10 – głębokie rozłamy; 11 – „warstwa granitowo-gnejsowa”; 12 – „warstwa bazaltowa”

1 – zone of anomalously thick Earth crust (50–60 km or more); 2 – graben stage dislocations; 3 – trough boundaries in the Late Cretaceous downwarp stage; 4 – northern extent of Baikalian-Variscan geosyncline; 5 – depth of Moho in km; 6 – boundary velocities in km/s; 7 – Moho boundary; 8 – M_1 boundary; 9 – other discontinuities in the crust and upper mantle; 10 – deep crustal fractures; 11 – “granitogneiss layer”; 12 – “basaltic layer”

AULAKOGEN A POWIERZCHNIA MOHO

Jak wynika z głębokich sondowań sejsmicznych (fig. 7), stara platforma epigotyjska charakteryzuje się bardziej stałą głębokością występowania powierzchni Moho i większą (42–47 km) niż młoda platforma przylegająca do niej od południowego zachodu (30–35 km). Na granicy tych platform, do której odnosi się w Polsce pojęcie linii Teisseyre'a-Tornquista, ciągnie się szeroka na 65–100 km strefa anomalnie dużej (50–60 km, a nawet większej) głębokości występowania powierzchni Moho, odkryta i zbadana przez A. Gutercha (1968, 1977). Strefa ta oddzielona jest głębokimi rozłamami od obu platform. Przebieg jej prawie ściśle pokrywa się ze znacznie szerszym obszarem odpowiadającym stadium syneklizy aulakogenu środkowopolskiego, nie trzymając się wszakże jego osi. Miejscami, jak na przykład w Polsce południowo-wschodniej, znacznie odbiega ona od triasowo-jurajskiego grabenu. Strefa anomalnie dużych głębokości Moho nie jest również zgodna z obszarem plakantklinorium. Trzeba więc stwierdzić, że rów w suprastrukturze nie ma ścisłego odpowiednika w infrastrukturze, tj. w Moho, jednakże oba te zjawiska są na polskim odcinku aulakogenu duńsko-polskiego najprawdopodobniej genetycznie związane.

Analizując bliżej związki między infra- i suprastrukturalnymi elementami tektonicznymi występującymi w pobliżu kontaktu obu platform W. Pożaryski (1976) stwierdził, że strefie anomalnych głębokości Moho odpowiada w południowo-zachodniej Polsce rów karboński badany przez A.M. Żelichowskiego (1972) oraz A.W. Chiżniakowa i A.M. Żelichowskiego (1974). Powstanie tej strefy wiąże się z diastrofizmem dysjunktywnym ze schyłku tektonicznej epoki waryscyjskiej, zlokalizowanym na bliskim przedpolu obszaru objętego późnowaryscyjską orogenezą. Łączy się to z faktem, że północno-wschodnia granica strefy anomalnych głębokości Moho zbiega się z północno-wschodnią granicą pokrywy karbońskiej, a przynajmniej, jak ma to miejsce na południowy wschód od Warszawy, z granicą strefy dużych miąższości tej pokrywy. W zatoce duńskiej, gdzie brak jest dewonu i karbonu, brak również strefy anomalnie dużych głębokości Moho. Jak wynika ze wstępnych, punktowych sondowań, powierzchnia Moho występuje tam na głębokościach rzędu 29–32 km (U. Caston, H. Hirschleber, 1971; N.P. Balling, 1976, p. 240). Brak rowu w Moho, wobec faktu kontynuowania się mezozoicznego aulakogenu środkowopolskiego na Bałtyku zachodnim aż po Jutlandię, przesądza przedlaramijską genezę tej infrastruktury.

Są jeszcze dalsze fakty wskazujące na konwergencję struktur typu uskokowego w Moho i wyraźnie młodowaryscyjskich zjawisk tektonicznych zaznaczonych w suprastrukturze. Są to: uskok Dolska zaznaczony w Moho i zgodny co do miejsca i kierunku z rozłamami waryscyjskimi (A. Guterch, R. Materzok, J. Pajchel i in., 1975; W. Pożaryski, 1976) oraz uskok w Moho na północ od Kielc, który jest zgodny z dyslokacją świętokrzyską (A. Guterch, 1977).

Z przedstawionych rozważań wynika, że rów duńsko-polski jako całość nie jest odpowiednikiem suprastrukturalnym formy infrastrukturalnej związanej ze strefą anomalnych grubości skorupy ziemskiej, powstałej u schyłku epoki tektonicznej waryscyjskiej. Częściowa zbieżność tych obu struktur wiąże się z wpływem krawędzi starego subkontynentu wschodnioeuropejskiego na zjawiska tektoniczne w strefie jej kontaktu z młodszą platformą. Finalne ruchy górotwórcze połączone z magmatyzmem paleozoicznym cyklu geosynklinalnego, omówione ostatnio przez K. Bojkowskiego i A.M. Żelichowskiego (1978), miały tu decydujący wpływ na zgrubienie skorupy. Słaba tensja, objawiająca się po ich zakończeniu na całym

zachodnim przedpolu starej platformy, zapoczątkowała cykl rozwoju aulakogenu w Danii, Polsce i Ukrainie Zachodniej.

WNIOSKI

1. Aulakogen środkowopolski stanowi główną część wielkiego rowu synsedymencyjnego, ciągnącego się od basenu Morza Północnego do geosynkliny karpacskiej.

2. Był on czynny od triasu (a miejscami i permu) do kredy, tj. w starszej alpejskiej epoce tektonicznej.

3. Rów ten powstał w strefie osłabienia na kontakcie starej platformy wschodnioeuropejskiej z cokołem o konsolidacji gotyjskiej i młodej platformy bajkalsko-kaledońsko-waryscyjskiej. Między polskim wybrzeżem a Zelandią i Skanią rów leży całkowicie na gotydach, a jego przedłużenie na obszarze Skanii i Zelandii wkracza na obszar podłoża o konsolidacji dalslandzkiej. Odcinek polski jest wyraźnie asymetryczny, o bardziej stromym brzegu od strony cokołu gotyjskiego. Asymetria ta zanika na odcinku duńskim na obszarze Kattegatu, gdzie w podłożu aulakogenu brak jest gotydów, a występują dalslandydy.

4. Na odcinku polskim rów stanowi strukturę dwupiętrową: dolne piętro to triasowo-dolnokredowy graben, górne zaś to górnokredowa synekliza. Tam gdzie w podłożu znajdowała się strefa kontaktowa starej i młodej platformy, stadium syneklizy obejmowało szerszą strefę niż graben i rów uległ inwersji. Na obszarach gotyjskiego bloku południowo-zachodniego Bałtyku i podłoża dalslandzkiego brak było stadium syneklizy; stadium grabenowe objęło kredę górną i nie miała tam miejsca inwersja.

5. Rów duńsko-polski jest klasycznym aulakogenem bez przejawów magmatyzmu.

6. Badania na południowym Bałtyku dowiodły ścisłego związku północnej granicy inwersji rowów mezozoicznych z północną granicą geosynkliny bajkalsko-waryscyjskiej. Jak się zdaje, zjawisko to jest regułą na całym obszarze Morza Północnego i jego otoczenia.

Zakład Geologii Regionalnej
Obszarów Platformowych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 23 sierpnia 1978 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANDERSEN J.G.C. (1978) — The structure of western Europe. Pergamon Press. Oxford.
- ATLAS LITOLOGICZNO-PALEOGEOGRAFICZNY OBSZARÓW PLATFORMOWYCH POLSKI (1975) — 1:2000000. Część II, Mezozoik (bez kredy górnej). Praca zbiorowa pod red. J. Czermińskiego i M. Pajchłowej. Inst. Geol. Warszawa.
- BAARTMAN J.C., CHRISTENSEN O.B. (1975) — Contributions to the interpretation of the Fennoscandian Border Zone. Dansk Geol. Unders., II Raekke, nr 102. København.

- BALLING N.P. (1976) – Geothermal models of the Crust and uppermost Mantle of the Fennoscandian Shield in South Norway and the Danish Embayment. *J. Geophys.*, **42**, p. 237–256.
- BOIGK H. (1968) – Gedenke zur Entwicklung des niedersächsischen Tektogens. *Geol. Jb.*, **85**, 961–900. Hannover.
- BOJKOWSKI K., ŻELICHOWSKI A.M. (1978) – Mapy paleogeograficzno-facjalne namuru B–C i westfalu Polski. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 895–896, nr 4. Warszawa.
- BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI, t. 4 – Tektonika, cz. 1 – Niż Polski (1974) – Praca zbiorowa pod red. W. Pożaryskiego. Wyd. Geol. Warszawa.
- BUDOWA GEOLOGICZNA WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIECKI MOGILEŃSKO-ŁÓDZKIEJ – STREFA GOPOŁO–PONĘTÓW–PABIANICE (1977) – Praca zbiorowa pod red. S. Marka. *Pr. Inst. Geol.*, **80**. Warszawa.
- CASTON U., HIRSCHLEBER H. (1971) – Seismic measurements in Jutland. 1969. *Z. Geophys.*, **37**, p. 47–69.
- CHIŻNIAKOW A.W., ŻELICHOWSKI A.M. (1974) – Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwart. Geol.*, **18**, p. 707–719, nr 4. Warszawa.
- DADLEZ R. (1974) – Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic Complex in Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 149–177. Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. (1973) – Postępy w rozpoznaniu i kartograficznym odwzorowaniu zagadnień tektoniki permio-mezozoiku na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **22**, p. 569–573, nr 11. Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. (1974) – General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic Complex in Central and Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 111–148. Warszawa.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H. (1975) – Wiek izotopowy K–Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, p. 759–779, nr 4. Warszawa.
- DEMJANCHUK V.G., BOGATS A.T., BOJCHUK G.V., INDUTNYJ V.F., KLOCHKO V.P., LADYZHENSKIJ G.N., MARKOV P.K., PALINSKIJ R.V. (1977) – First evidence for the age of the folded basement rocks in the North-Western part of the Black Sea. *Dopovidy Akad. Nauk USSR*, ser. B., nr 12, p. 1071–1073. Kiev.
- DUNN W.W., EHA S., HEIKKILÄ A.H. (1973) – North Sea is a tough theater for the oil-hungry industry to explore. *Oil and Gas Journal*, nr 8.
- GEOLOGY OF POLAND, t. 4 Tectonics (1977) – Praca zbiorowa pod red. W. Pożaryskiego. Wyd. Geol. Warszawa.
- GEROCH S., JEDNOROWSKA A., MORYC W. (1972) – Utwory dolnej kredy w południowej części Przedgórze Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, p. 409–421, z. 4. Kraków.
- GŁOWACKI E., SENKOWICZOWA H. (1969) – Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowo-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **13**, p. 338–356, nr 2. Warszawa.
- GUTERCH A. (1968) – Geophysical characteristics of deep structure of the Earth Crust in Poland. *Bull. Ac. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, **16**, p. 147–152, nr 3–4. Warszawa.
- GUTERCH A. (1977) – Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sc.*, A-4, **115**, p. 347–357. Warszawa.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975) – Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, **23**, p. 153–163, nr 4. Warszawa.
- HOFFMAN P., DEWEY J.F., BURKE K. (1974) – Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ.* nr 19, p. 38–55. Tulsa.
- KHAIN V.E. (1976) – The new International Tectonic Map of Europe and some problems of structure and tectonic history of the continent. *W: Europe from Crust to Core. Red. D.V. Ager, M. Brooks*, p. 19–40, John Wiley and Sons. London.
- KLINGSPOR I. (1976) – Radiometric age-determination of basalts, dolerites and related syenite

- in Skåne, southern Sweden. Geol. Fören. i Stockholm Förh., **98**, p. 195–216, nr 3. Stockholm.
- KONARSKI E. (1974) – Oksford i kimeryd przedgórze Karpat polskich. Kwart. Geol., **18**, p. 116–131, nr 1. Warszawa.
- KRUTIKOVSKAYA Z.A., RUSAKOV O.M., PASHKEVICH I.K., POSGAY K. (1971) – The magnetic field of the Carpathian region and some problems of its geological interpretation. Acta Geol. Acad. Sc. Hungaricae, **15**, p. 377–382. Budapest.
- KUTEK J., GŁĄZEK J. (1972) – The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geol. Pol., **22**, p. 603–653, nr 4. Warszawa.
- MORYC W. (1971) – Trias przedgórze Karpat środkowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., **41**, p. 419–486, z. 3. Kraków.
- MORYC W., WAŚNIEWSKA J. (1965) – Utwory neokomskie z Baszni koło Lubaczowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., **35**, p. 55–70, z. 1. Kraków.
- NAIRIN A.E.M., STEHLI F.G. (1974) – A model for the North Atlantic. W: The Ocean Basins and Margins, **2**, The North Atlantic, Plenum Press.
- NIEMCZYCKA T. (1976) – Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). Pr. Inst. Geol., **77**. Warszawa.
- NORLING E. (1972) – Jurassic stratigraphy and Foraminifera of western Scania, southern Sweden. Sverg. Geol. Unders., Ser. Ca, nr 47, p. 1–120. Stockholm.
- NORLING E., SKOGLUND R. (1977) – The south-west margin of the Eastern European Platform in the territory of Sweden. Z. Angew. Geol., **23**, p. 449–458, nr 9. Berlin.
- PERM I MEZOZOIK NIECKI POMORSKIEJ (1976) – Praca zbiorowa pod red. R. Dadleza. Pr. Inst. Geol., **70**. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1948) – Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. Państw. Inst. Geol., **46**. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1957) – Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. Kwart. Geol., **1**, p. 383–424, nr 3–4. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1973) – Main pre-Alpine tectonic elements of Poland. Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sc., **60**, p. 11–19. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1975a) – Pozycja tektoniczna Polski w świetle wyników badań Morza Północnego. Prz. Geol., **23**, p. 575–584, nr 12. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1975b) – Zróżnicowanie stabilności podłoża w bruzdzie duńsko-polskiej. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce pod red. J. Liszkowskiego i J. Stochlaka, **1**, p. 33–48. Wyd. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1976) – The western margin of the Old European Platform in Poland in the light of DSS data. Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sc., A-2, **101**, p. 3–13. Warszawa.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. (1978) – On the Polish trough. W: Key-notes of the MEGS II (Amsterdam, 1978). Ed. A.J. van Loon, Geologie en Mijnbouw, **57**, nr 4. Rijswijk.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., JASKOWIAK-SCHOENEICH M. (1978) – Mapa geologiczna Bałtyku. Prz. Geol., **26**, p. 1–5, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W., KOTAŃSKI Z. (1978) – Baikalian, Caledonian and Variscan events in the forefield of the East-European Platform. Z. Deutsch. Geol. Ges., **129**, p. 1–12. Hannover.
- POŻARYSKI W., POŻARYSKA K. (1960) – On the Danian and Lower Paleocene sediments in Poland. Int. Geol. Congress, Report of XXIst Session Norden, Pt. V, p. 170–180. Copenhagen.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H. (1968) – Assyntian orogen in South-East Poland. Biul. Inst. Geol., **237**, p. 13–28. Warszawa.
- PRZEWODNIK XLVIII ZJAZDU POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO (1976) – Wyd. Geol. Warszawa.
- RASMUSSEN L.B. (1972) – Oversigt over dybdeboringerne på Dansk Landområde 1965–68. Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1971, p. 41–48. København.
- RASMUSSEN L.B. (1974) – Some geological results from the first five Danish exploration wells in the North Sea. Danm. Geol. Unders., III Raekke, nr 42, p. 1–46. Copenhagen.

- SKORUPA J. (1959) — Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 160. Warszawa.
- SORGENFREI T. (1963) — Jura und Unterkreide in Danemark. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Jh. 1962, 114, p. 446–451, nr 2. Berlin.
- STRÖMBERG A.G.B. (1976) — A pattern of tectonic zones in the western part of the East European Platform. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.*, 98, p. 227–243. Stockholm.
- STUPNICKA E. (1971) — Tektonika utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, p. 393–410, z. 3–4. Kraków.
- TOLLMANN A. (1966) — Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotekt. Forsch.*, 21. Stuttgart.
- TRÜMPY R. (1960) — Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Am. Geol. Soc. Bull.*, 71. Boulder, Colorado.
- ZIEGLER P.A. (1975) — Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 59, p. 1073–1097, nr 7. Tulsa.
- ZIEGLER P.A. (1978) — North Sea rift and basin development. W: *Tectonics and geophysics of continental rifts*, 2, NATO series D. Red. I.B. Ramberg i E.R. Neumann. Reidel Publ. Co.
- ZIEGLER W.H. (1975) — Outline of the geological history of the North Sea. W: *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*, Red. A.W. Woodland, 1, *Geology*, p. 165–187, Applied Science Publ. Ltd. Barking.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1972) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263, p. 1–97. Warszawa.
- ГАБИNET М.П., КУЛЬЧИЦКИЙ Я.О., МАТКОВСКИЙ О.И. (1976) — Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Часть I, Стратиграфический и литолого-геохимический очерк. Изд. Вища Школа. Львов.
- ЗНОСКО Е., ПЕТРЕНКО В.С., ЧИРВИНСКАЯ М.В. (1977) — Основаныя черты тектонического строения западной окраины Русской плиты и ее обрамления. *Вестник Московского Университета*, № 3, стр. 21–30. Москва.
- ХАИН В.Е. (1977) — Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа в Западной Азии. Изд. Недра. Москва.
- ШАКИН В.А. (1977) — Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов, масштаб 1:200 000. Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт. Львов.

Владислав ПОЖАРЫСКИ, Войцех БРОХВИЧ-ЛЕВИНЬСКИ

ЦЕНТРАЛЬНОПОЛЬСКИЙ АВЛАОГЕН

Резюме

Центральнопольский авлакоген является основной частью огромной синседиментационной структуры, протягивающейся от Карпат до Северного моря на протяжении свыше 1350 км. Эта структура приурочена к ослабленной зоне на контакте Восточно-Европейской докембрийской платформы с молодой палеозойской платформой. Она была подвижна с ранней перми до раннего мела в виде грабена, а в верхнем мелу как синеклиза, испытала инверсию в конце мела и в начале третичного периода. В продолжении всего времени развития авлакогена не было проявлений магнетизма. Между Сканией и Приморским заливом авлакоген пересекает жёсткий блок на ЮЗ Балтийского моря, представляющий собой элемент Балтийского щита с эпитотс-

ким основанием, дальше всего вытянутый на ЮЗ. Этот блок делит всю структуру на польскую и датскую части, и ограничивает с СЗ зону инверсии. Продолжение авлакогена прослежено под карпатским надвигом.

Władysław POŻARYSKI, Wojciech BROCHWICZ-LEWIŃSKI

ON THE MID-POLISH AULACOGEN

S u m m a r y

The Mid-Polish aulacogen represents the main part of a huge synsedimentary Polish-Danish trough stretching from the Carpathians to the North Sea at distance of over 1350 km. The structure is situated in the weakness zone at the contact of the East European Precambrian and Young Paleozoic platforms. It was active as a graben since the Early Permian to Early Cretaceous and downwarp in the Late Cretaceous, undergoing inversion at the end of the Cretaceous and the beginning of the Tertiary. The aulacogen is characterized by the lack of magmatism. Between Scania and Polish coast, the Polish – Danish trough is cut by rigid block of the SW Baltic, representing the most south-western element of the Baltic shield with Gothian basement. This block is responsible for subdivision of the trough into Danish part and the Mid-Polish aulacogen and delineates the zone of inversion on the north. Continuation of the Mid-Polish aulacogen beneath the Carpathians was also traced.